

# **Química mineral de les amfibolites de Bordelle i dels gneis de Lousada (Lugo, Zona Asturoccidental-Lleonesa del Massís Ibèric)**

Universitat Autònoma de Barcelona

Tutora: Gumer Galán



Irene Velasco Arenós

## **Resum**

Les metabasites i els gneis que afloren en la Zona Asturoccidental-Lleonesa han estat relacionats amb una activitat magmàtica lligada a un episodi de distensió. Anteriorment, aquestes roques han estat estudiades com a sèries bimodals a partir de dades petrogràfiques, d'una cartografia en detall i de les seves característiques geoquímiques en elements majors. Segons aquestes dades, s'ha calculat la fórmula unitat a partir de les anàlisis químiques per tal d'estudiar si la naturalesa del protòlit i el grau de metamorfisme tenen alguna influència sobre la composició final. Els resultats mostren que aquestes roques van patir un metamorfisme progradant i que a més, no van arribar a equilibrar-se ja que s'observa zonació en quasi tots els minerals estudiats.

## **Resumen**

Las metabasitas y los gneises que afloran en la Zona Asturoccidental-Leonesa han estado relacionados con una actividad magmática ligada a un episodio de distensión. Anteriormente, estas rocas han estado estudiadas como series bimodales a partir de datos petrográficos, de una cartografía en detalle y de sus características geoquímicas en elementos mayores. Según estos datos, se ha calculado la fórmula unidad a partir de los análisis químicos con la finalidad de estudiar si la naturaleza del protolito y el grado de metamorfismo tienen alguna influencia sobre la composición final. Los resultados muestran que estas rocas sufrieron un metamorfismo progradante y que además, no llegaron a equilibrar-se ya que se observa zonación en casi todos los minerales estudiados.

## **Abstract**

The metabasites and gneisses that outcrop in the Asturoccidental-Leonese Zone have been related to magmatic activity associated with an episode of distension. Previously, these rocks have been studied as bimodal series from petrographic data, detailed mapping and geochemical characteristics of its major elements. Based on these data, we calculated the formula unit from chemical analyses in order to study whether the protolith nature and degree of metamorphism have some influence on the final composition. The results show that these rocks underwent a prograde metamorphism and also failed to balance because zoning is observed in almost all minerals studied.

# Índex

1.-Resum.....	pàg.1
2.-Introducció, antecedents i objectius.....	pàg.3
3.-Metodologia.....	pàg.3
4.-Situació geogràfica, context geològic i relacions de camp.....	pàg.3
5.-Petrografia.....	pàg.5
6.-Química mineral.....	pàg.7
7.-Discussió.....	pàg.13
8.-Conclusions.....	pàg.16
9.-Agraïments.....	pàg.17
10.-Bibliografia.....	pàg.17
11.-Annex I.....	pàg.19

## **Introducció, antecedents i objectius.**

En diversos terrenys afectats per la Orogènia Hercínica afloren series ígnies bimodals, intercalades en metasediments càmbrics i cambro-ordovícics, que estan afectades en major o menor grau pel metamorfisme varisc. Aquest és el cas de la Zona Asturoccidental-Lleonesa (ZAOL), on es localitzen diferents exemples d'aquest tipus de roques (Murphy et al., 2008) i en particular de la possible sèrie bimodal, formada per les metabasites de Villalba i els gneis de Lousada, que s'estudiaran en aquest treball. Aquestes roques han estat relacionades amb l'activitat magmàtica lligada a l'evolució precoç de l'Oceà Rheic, a la seva vora Sud o marge passiu nord de Gondwana, segons els autors anomenats prèviament.

Els primers treballs sobre les metabasites de Villalba i els gneis de Lousada són de caràcter petrogràfic i geoquímic i es deuen a Capdevila (1966, 1969). Més recentment, Fernández-Roig i Galán (2011) van cartografiar en detall les roques, van descriure els seus tipus, les relacions de camps i també les seves característiques geoquímiques en elements majors. Segons els últims autors, metabasites i gneis definien una sèrie bimodal, formada a partir de roques subvolcàniques que s'haurien intruït a la ZAOL a

partir del Càmbric inferior. Les metabasites de Villalba haurien derivat d'un magma basàltic toleític, que s'hauria diferenciat en part per processos de cristallització fraccionada, ja que algunes d'aquestes roques tenen caràcter de cumulat. Contràriament, els gneis de Lousada són àcids, peralumínics i potàssics i s'haurien format per fusió de materials corticals de naturalesa calcoalcalina, fusió afavorida per la injecció quasi simultània de magmes bàsics toleític a l'escorça inferior.

L'objectiu d'aquest treball de final de grau (TFG) és completar els estudis anteriors amb les anàlisis de les fases minerals principals en metabasites i gneis, amb la finalitat d'avaluar la influència que tenen a la seva composició tant la naturalesa del protòlit del qual provenen com el grau de metamorfisme al qual van arribar durant l'Orogènesi Herciniana

## **Metodologia.**

S'ha revisat la petrografia de 14 mostres, de les quals s'havien analitzat prèviament els seus minerals, amb un microscopi petrogràfic de llum transmesa. Es van avaluar més d'un centenar (256) d'anàlisis dels quals 14 corresponen a olivina, 108 a amfibols, 51 a feldspats, 11 a clorites, 27 a moscovita i biotita, 26 a ilmenita-magnetita i 19 a epidot. La majoria dels anàlisis es van realitzar amb una CAMECA SX50, als Servicios

Comunes de la Universidad de Oviedo, en làmines primes prèviament metal·litzades amb C, utilitzant estàndards naturals i sintètics, i les condicions de treball següents: corrent d'imatge 20nA, voltatge d'acceleració 15 kV, temps de comptatge 20 s. El mètode de correcció va ser ZAF. A més es van realitzar personalment anàlisis de feldspats, dels que existien poques dades en gneis. Aquests es van fer servir amb el mateix model de microsonda i condicions de treball similars en els Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona. De totes les anàlisis, menys aquests últims, es va fer el càlcul de la fórmula estructural amb fulls d'EXCEL de disseny propi, exceptuant la dels amfibols, on la fórmula unitat es va calcular amb l'algoritme de Lockok (2014). Finalment, les relacions texturals entre minerals opacs es van determinar sobre imatges d'electrons retrodispersats, obtingudes amb un microscopi de rastreig (SEM), model Zeiss EVO, en el Servei de Mineralogia de la Universitat Autònoma de Barcelona.

## **Situació geogràfica, context geològic i relacions de camp.**

Geogràficament les roques estudiades afloren al nord de Villalba, a la província de Lugo, al NW de la Península Ibèrica.

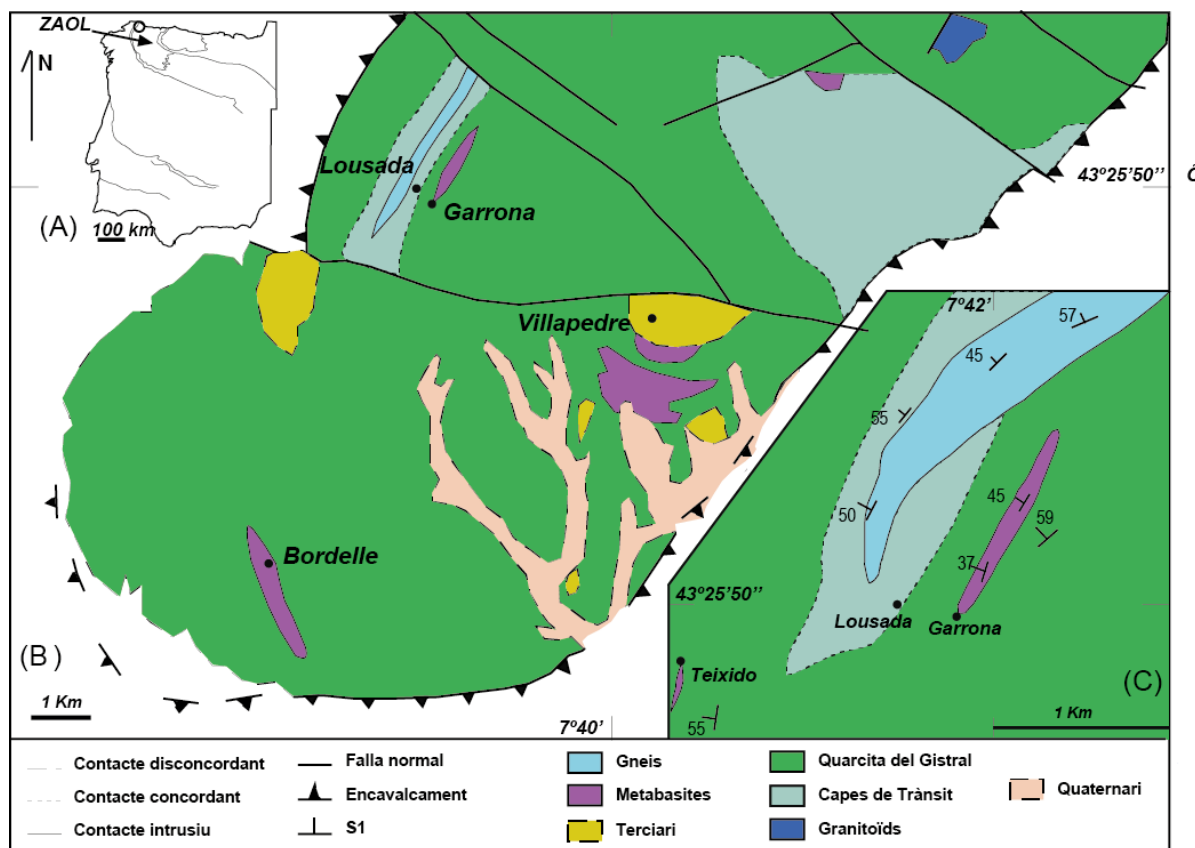
Geològicament, les metabasites formen lletions mètrics a decamètrics dins de la quarzita del Gistral, i els gneis una banda decamètrica intercalada en les Capas de Tránsito. Totes dues formacions són d'edat Càmbric inferior (Fig. 1) i es troben a la part sud de la finestra tectònica del Gistral (Martínez Catalán 1985), dins del Mantell de Mondoñedo (Marcos 1973), a la Zona Asturoccidental Lleonesa (ZAOL) (Fig.1a) del Massís Ibèric (Julivert et al., 1972). La ZAOL presenta una seqüència estratigràfica del Paleozoic Inferior amb formacions siliciclàstiques molt potents, que estan discordants sobre un sòcol precàmbric. Les edats compreses

en aquests materials sedimentaris són el Càmbric, l'Ordovicià i el Silurià; les roques del Devonian són pràcticament inexistents. Aquestes roques sedimentàries i la seva distribució corresponen a una gran conca, pròpia d'un marge continental passiu, amb la part pròxima al continent cap a l'Est i l'oceà cap a l'Oest. La intrusió de les roques ígnies precursors de les metabasites i els gneis es relaciona amb un episodi de distensió continental que precediria a la formació de l'Oceà Rheic durant el Paleozoic Inferior (Murphy *et al.*, 2008; Fernández-Roig i Galán, 2011).

Les estructures tectòniques més

destacades de la ZAOL són el resultat de l'Orogènia Varisca. Es reconeixen tres fases principals de deformació (Marcos et al., 2004): la fase D1 forma plecs de geometria variable, convergents a l'Est, amb una esquistositat S1 generalitzada; la fase D2 està en relació amb la formació de l'encavalcament basal de Mondoñedo; finalment, la fase D3 forma plecs subverticals que deformen les estructures anteriors i poden tenir una esquistositat associada, S3, discreta.

El desenvolupament de la deformació Varisca va tenir lloc sota condicions de metamorfisme regional, el qual



**Fig.1** a) Situació de la zona Asturoccidental-Lleonesa en el Massís Ibèric. b) Situació de les metabasites i dels ortogneis a l'autòcton de la finestra tectònica del Gistral (mapa de Bastida et al., 1984 simplificat). c) Detall del del contacte modificat entre els ortogneis i les roques encaixants respecte a la cartografia anterior (Fernández Roig i Galán, 2011).

arriba a la major intensitat cap a l'Oest, precisament a la finestra tectònica del Gistral, on s'arriba a la isograda de la sil·limanita-feldspat potàssic (Arenas i Martínez Catalán, 2003). En concret, els afloraments de metabasites i gneis estudiats es localitzen a la zona de la sil·limanita i de l'estauroilita-cordierita, segons els autors precedents. En general, el metamorfisme regional a la ZAOL es troba distribuït en forma de bandes i domos col·locats paral·lelament a les estructures, en relació a l'emplaçament de roques granítiques que actuen com a focus tèrmics. Així per exemple, les roques estudiades formen part del Dom de Lugo. Segons Martínez et al. (2004) hi ha tres episodis de metamorfisme principals: M1 seria un metamorfisme de pressió intermitja, sincinemàtic amb la col·lisió Varisca; M2 seria un episodi de pressió baixa, tardicinemàtic respecte a la col·lisió Varisca i en relació amb l'emplaçament dels granits; finalment l'episodi M3 estaria lligat a estructures D3 i a les aureoles de contacte entorn als granits.

Hi ha tres afloraments principals de metabasites: Garrona, Bordelle i Villapedre. L'aflorament principal dels gneis és el de Lousada (Fig. 1b). D'acord amb Fernández-Roig i

Galán (2011), els contactes entre les metabasites i les roques metamòrfiques encaixants són nets i concordants amb l'esquistositat S1. El contacte dels gneis també és net i concordant amb la S1, però localment intrueix el límit entre la quarsita del Gistral i les capes de Tránsito (Fig. 1c). Capdevila (1966) i Fernández-Roig i Galán (2011) van distingir quatre tipus de metabasites: metaperidotites, esquists ultramàfics, amfibolites amb megacristalls i amfibolites comuns, que són les més abundants. Els tres primers tipus es poden alternar entre ells i estan pròxims al contacte amb l'encaixant. Les amfibolites comuns poden presentar una foliació interna que és paral·lela a la S1. Pel que fa als gneis, hi ha dos tipus principals que es distingeixen per la mida de gra i pel predomini de biotita o de moscovita (Fernández-Roig i Galán, 2011). Aquests tipus s'alternen en bandes centimètriques paral·leles a la S1 i presenten una foliació interna, també paral·lela a S1.

## Petrografia

### -Metaperidotites

S'han estudiat dues làmines d'aquest tipus de roca del mateix aflorament: MB-16, que correspon a una zona menys deformada (del centre) i MB-19

que correspon a una zona més deformada (de vora).

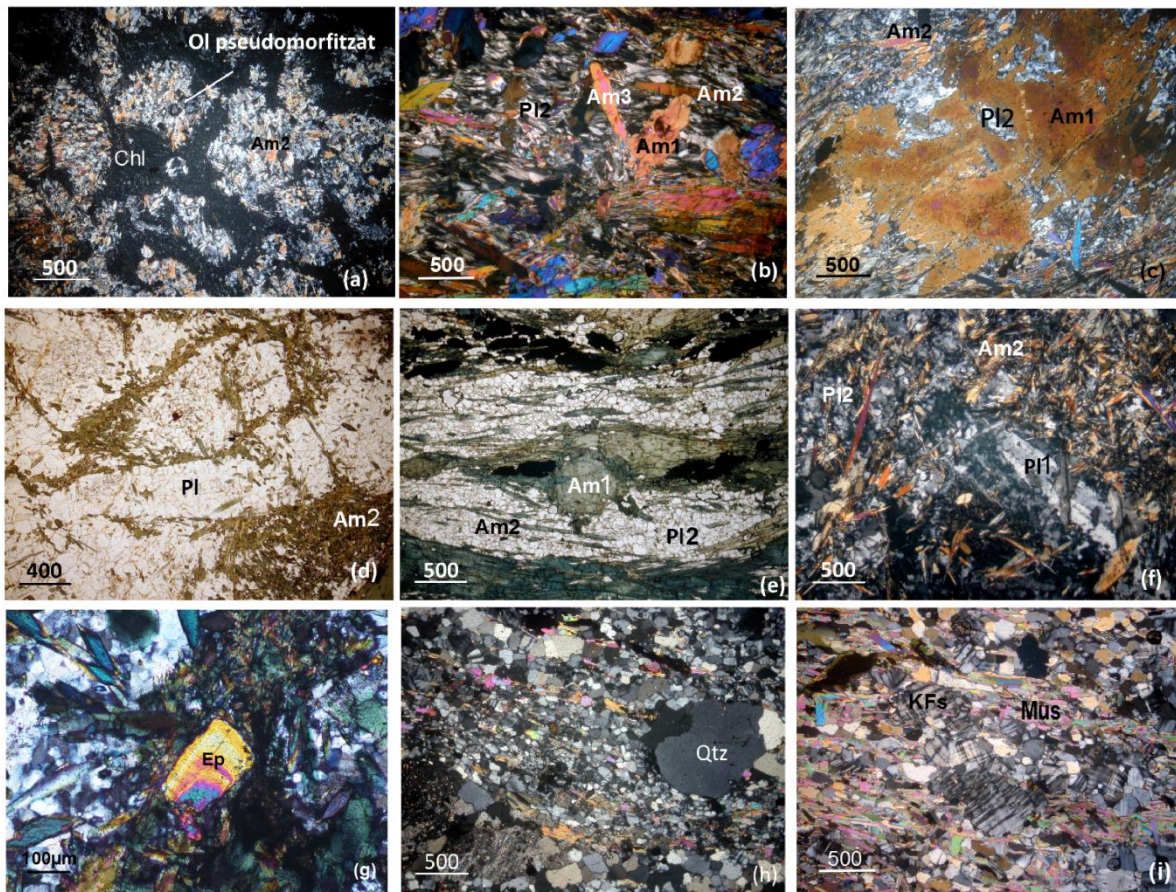
Aquestes mostres tenen una textura blastopoiuquilitica. Els cristalls d'olivina (5-8 mm) formen agregats que poden estar parcial o totalment reemplaçats per agregats d'amfíbol incolor fibrós±clorita. La clorita també forma agregats que reemplaçen al mineral que incloïa l'olivina originalment (Fig. 2a). La paragènesis metamòrfica d'aquesta roca és: olivina-clorita-amfíbol incolor±serpentina i magnetita, ilmenita i pirita com minerals accessoris

### -Esquists ultramàfics

La mostra estudiada és la MB-26, la qual presenta una textura nematoblàstica i tres generacions d'amfibols. La primera generació són cristalls verds deformats, envoltats per cristalls d'amfíbol 2. Aquests també són de color verd i estan orientats definint la foliació principal de la roca. Els cristalls d'amfíbol 3 són també verds, fibrosos i perpendiculars als de segona generació (Fig. 2b). Són menys freqüents. La paragènesis metamòrfica està formada per amfíbol-clorita±plagiòclasi, i com minerals accessori hi ha magnetita, ilmenita i clorita.

### -Amfibolites amb megacristalls





**Fig.2.** Característiques petrogràfiques de metabasites i gneiss. Metaperidotites: **a)**Textura blastopoiquilitica. Esquist ultramàfic: **b)**Textura nematoblàstica amb les tres famílies d'Am. Amfibolita amb megacristalls: **c)**Amfíbol 1 que s'està transformant per les vores a Am2. Micròlit de plagiòclasi. Amfibolites comuns: **d)**Textura blastointergranular, **e)**Textura granonematoblàstica on es veu una zonació de centre a vora del cristall, **f)**Plagiòclasi 1 amb macla polisintètica, **g)**Epidot zonat. Gneiss: **h)**Cristall de quars en una matriu granolepidoblàstica, **i)**Cristalls de microclina envoltat per cristalls allargat de moscovita.

S'ha estudiat la mostra MB-22. Es tracta d'una roca melanocràtica formada per porfiroclastos (3-4 cm) d'amfíbol (Am1) amb textura blastoofítica i extinció en mosaic, en una matriu granonematoblàstica de plagiòclasi i amfíbol (Am2) (Fig. 2c). L'Am1 és de color verd, en cristalls zonats, amb nuclis més clars que les vores, que a més són fibrosos, com els cristalls d'Am2 a la matriu. A més de a la matriu, la plagiòclasi es presenta en inclusions dins d'alguns cristalls d'Am1 (Fig.2c). En aquest cas, tenen forma de

micròlits, relictos de la roca ígnia inicial, però estan completament recristallitzats durant el metamorfisme. La paràgenesis metamòrfica d'aquesta roca és: hornblenda-plagiòclasi, amb magnetita i ilmenita com a minerals accessoris.

#### -Amfibolites comuns

D'aquest tipus de roca és van estudiar 7 mostres (MB-11, -12, -13, -15, -25, -30, -55) que presenten característiques comuns i alguna peculiaritat. Són roques mesocràtiques amb textura blastointergranular (Fig.

2d) grollera i blastoofítica en les menys deformades (MB-12 alguna més), a porfiroclàstica, amb matriu granonematoblàstica, en les més deformades (MB-11 alguna més) (Fig. 2e). Hi ha dues associacions minerals característiques:

(1) Amfíbol verd+ plagiòclasi+ biotita± quars± ilmenita (titanita).

(2) Amfíbol verd+ plagiòclasi+ epidot+ quars+ titanita.

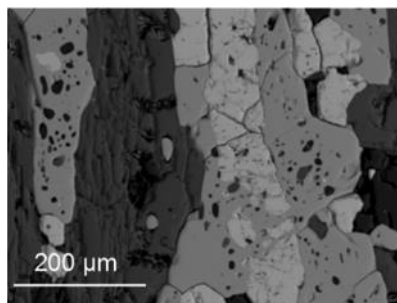
La segona es va trobar a les mostres MB-30 i MB-55.

L'amfíbol forma dos tipus de cristalls: Am1 i Am2. L'Am1 en grans cristalls repartits per tota la mostra, amb formes prismàtiques o ocel-lars quan estan més deformats (Fig. 2e). Poden presentar zonació (MB-55), amb nuclis més clars, amb inclusions de minerals opacs, i vores més fosques i fibroses. L'Am2 es presenta com a cristalls fibrosos a la matriu. Sovint estan orientats i defineixen la foliació principal de la roca (Fig. 2e). També poden pseudomorfitzar els cristalls d'Am 1 i omplir microcissalles.

La plagiòclasi també forma dos tipus de cristalls: Pl1 i Pl2. Els cristalls de Pl1 són menys freqüents i només es troben a les amfibolites menys deformatades. Són més grans, allargats i conserven algunes textures de la roca ígnia original (Fig. 2f): macles polisintètiques, textura gràfica. Així doncs, serien cristalls relictos. Els cristalls de Pl2 són més petits, xenoblàstics i formen part de la matriu (Fig. 2f).

La biotita no hi és sempre (MB-12,- 15). Forma petits cristalls en relació amb l'Am2. El quarz es va trobar a les mostres MB-12 i MB-30. La ilmenita és en algunes mostres el mineral accessori principal. Està associada amb magnetita i amb el SEM vam poder determinar que normalment la primera substitueix a la segona (Fig.3). En les mostres on hi ha titanita, aquesta substitueix a la ilmenita.

Finalment, l'epidot pot formar cristalls xenoblàstics i zonats (Fig. 2g) en contacte amb Pl2 i Am2, o bé nòduls en zones més alterades o reomplertes fractures.



**Fig.3.** Imatge de SEM on es veu com la ilmenita (gris fosc) substitueix la magnetita (gris clar).

#### - Els Gneis

Es van estudiar tres mostres (MB-47, -49 i 51). Es tracta de roques leucocràtiques amb una mida de gra de fi a mig, amb textura porfiroclàstica a granolepidoblàstica (Fig. 2h). Els porfiroclasts són de quarz, microclina i plagiòclasi. El quarz es pot presentar també formant bandes allargades en el sentit de la foliació (MB-47). La foliació de la roca la defineix l'orientació de les miques (Fig. 2i). L'associació mineral que presenten és la mateixa: quarz-microclina-plagiòclasi-moscovita-biotita. Els minerals accessori principals són: turmalina, epidot i pirita. En algunes mostres predomina la moscovita i en altres només hi ha biotita (MB-51), que pot estar en cristalls individuals o formar agrupacions de cristalls.

### Química mineral

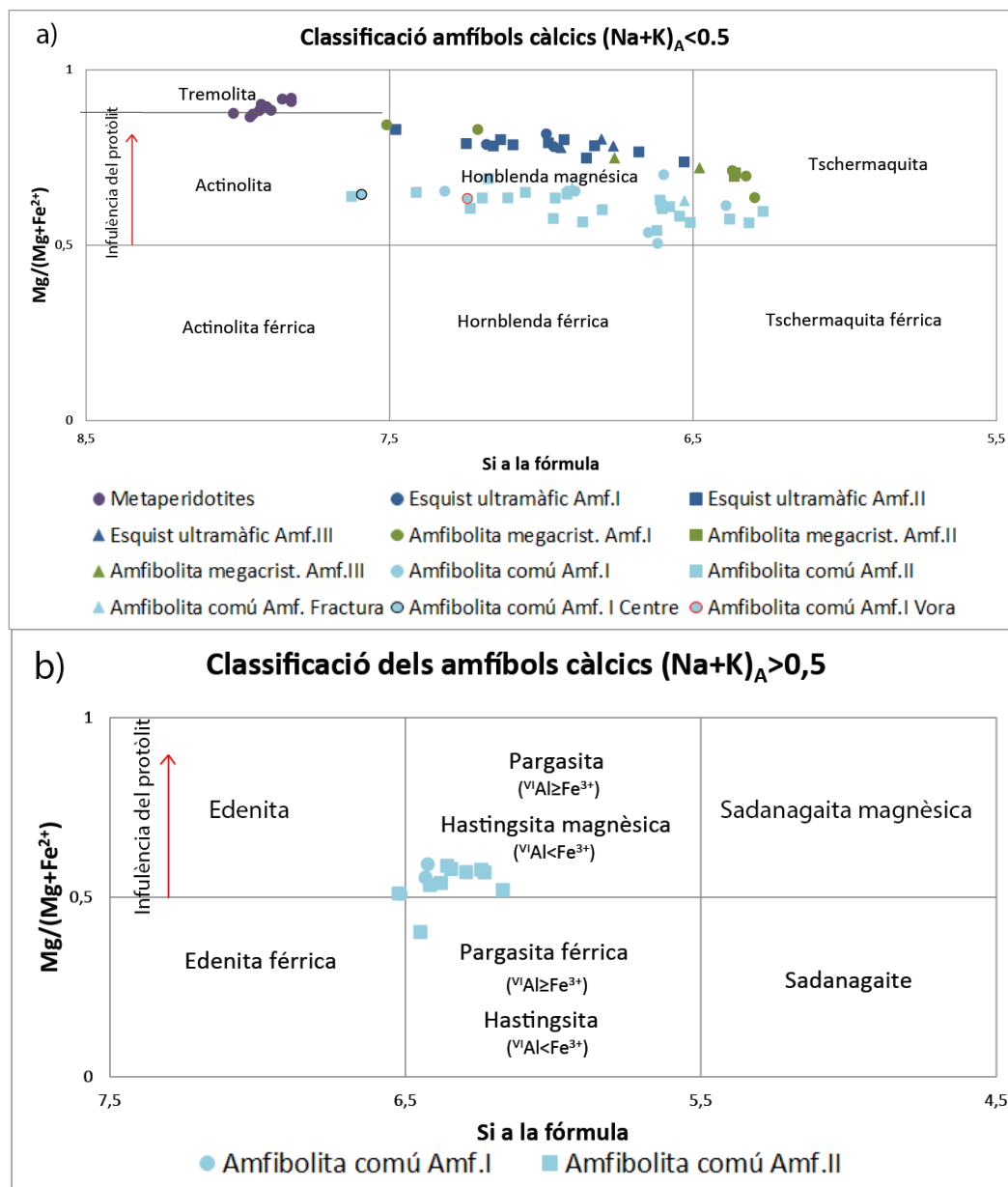
#### -Olivina

La fórmula unitat (fu) es va calcular en base a 4 oxígens teòrics. L'olivina de les dues metaperidotites analitzades (Annex I Taula 1) té un contingut en forsterita (Fo) ( $Mg_2SiO_4$ ) força baix, de 55 a un 59%. La variació en aquest component de centre cap a vora d'un mateix cristall pot arribar fins a un 2%. El contingut en NiO va del 0 a 0.31%.

#### -Amfíbol

Aquest mineral és l'únic que es troba a totes les metabasites. La seva fórmula estructural i el càlcul del  $Fe^{3+}$  es va fer a partir de l'algoritme de Lockok (2014), el qual es basa en les recomanacions i la classificació d'amfíbols proposada per l'IMA en 2012 (Hawthorne et al. 2012). D'acord amb les normes de la IMA, la fórmula general del supergrup dels amfíbols és:  $AB_2C_5T_8O_{22}W_2$ . Depenent dels anions que ocupen la posició W, tenim el grup dels amfíbols hidroxi-fluo-clorats, amb OH-F-Cl en aquesta posició, i el grup dels amfíbols que només tenen O en la posició W. Els amfíbols de les metabasites són del primer grup. El càlcul de la fu es basa primerament en un número teòric de 23 oxígens equivalents. Després, per estimar la relació  $Fe^{3+}/\Sigma Fe$  es contrasta la suma d'un número determinat de cations a un número teòric, per veure si es manté la neutralitat electrònica en el total de la fu.



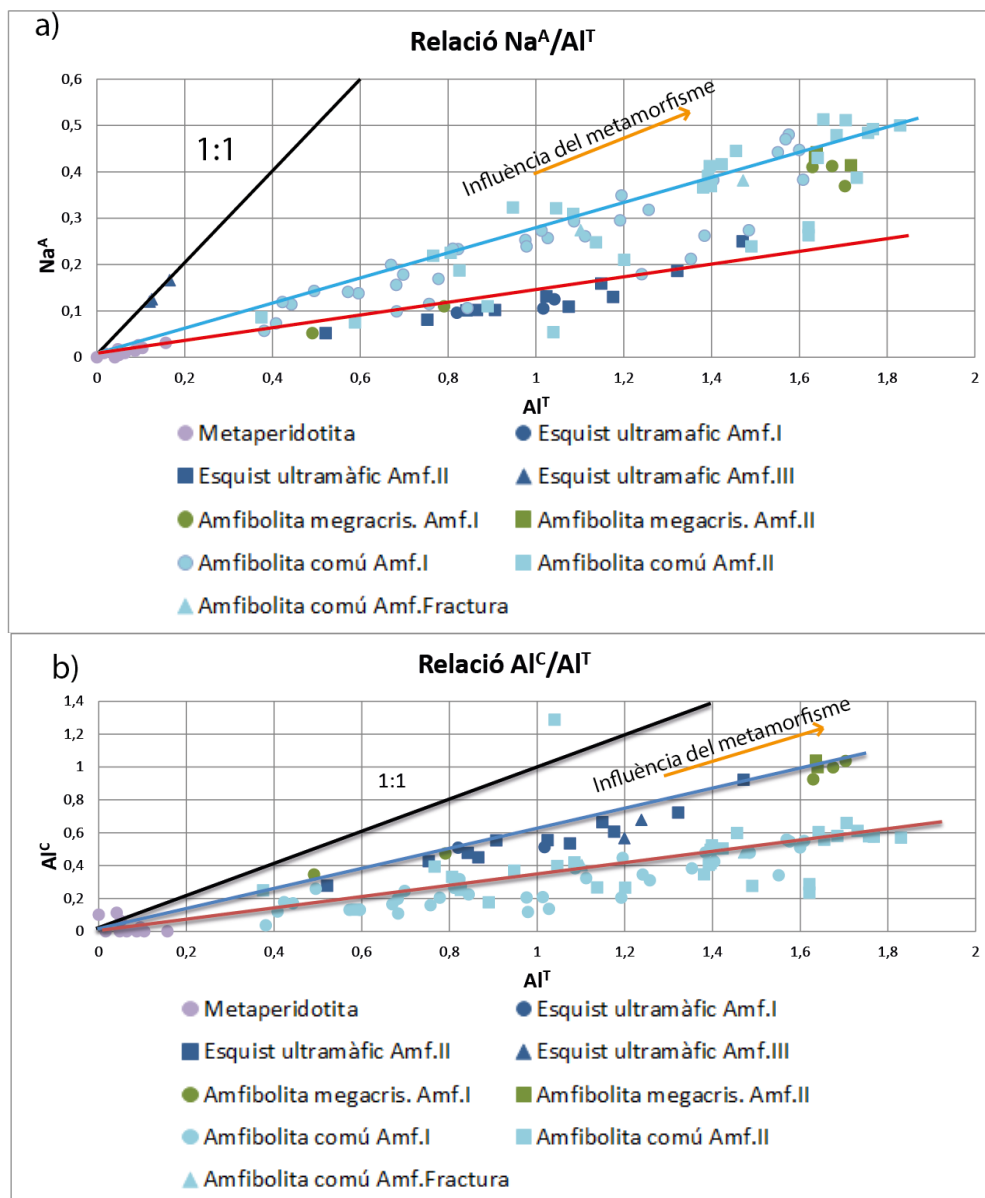


**Fig.4.** Classificació dels amfibols segons la Si a la fórmula i el component #Mg **a)** Gràfic per amfibols més pobre en Na i K. Els cercles destacats en negre i vermell corresponen al centre i a la vora (respectivament) del mateix cristall a la mostra MB-11. **b)** Gràfic per amfibols més rics en Na i K a partir de IMA 1997.

L'anàlisi i fu representatives de les diferents metabasites són a la Taula 2 (Annex I). Pràcticament tots els amfibols analitzats corresponen al subgrup càlcic dels amfibols hidroxi-fluorats. A continuació es descriu la seva composició tenint en compte els tipus de metabasita. En les *metaperidotites*, tant l'amfíbol incolor i fibrós que

pseudomorfitza l'olivina com el que forma cristalls individuals és actinolita amb el número Mg ( $\#Mg = 100 * Mg / (Mg + Fe^{2+})$ , en cations per fu) entre 86-92, força més elevat que el contingut en Fo de l'olivina. En els *esquistos ultramàfics*, els tres tipus d'amfibols analitzats (1, 2 i 3) mostren composició d'hornblenda magnèsica,

excepte en un cas que és hornblenda ferri-magnèsica. El #Mg varia de 74 fins a 83. No hi ha diferències composicionals significatives entre els tres tipus texturals (Fig.4). Am1 i Am2 en les *amfibolites amb megacrystals* també tenen composició majoritàriament d'hornblenda magnèsica, però un anàlisi d'Am1 correspon a



**Fig.5.** Gràfic que relaciona **a)**  $Na^A$  amb  $Al^T$  per il·lustrar la substitució edenítica. A la línia negra es produiria la substitució ideal, mentre que per sota s'està produint però juntament amb un altre tipus de substitució. **b)**  $Al^C$  amb  $Al^T$  per representar la substitució tschermaquítica. Igual que en el gràfic a), a la línia es produiria la substitució ideal mentre que per sota, com en aquest cas, s'està produint junt amb l'edenítica.

cummingtonita, que és un amfíbol del subgrup ferromagnesià. El rang de #Mg varia de 64 a 84. Tampoc hi ha diferències composicionals significatives entre Am1 i Am2, tots dos mostren un contingut en Si variable (Fig. 4). L'Am1 i l'Am2 de les *amfibolites comuns* mostren en conjunt una composició variable i gradual,

d'actinolita fins a pargasita passant per hastingsita magnesià, hornblenda magnesià i hornblenda ferromagnesià (Fig. 4 a i b), amb valors de #Mg entre 40 i 70, i un contingut variable en Si. Encara que hi ha una superposició de les composicions d'Am1 i d'Am2, aquestes últimes o les de les vores de cristalls

d'Am 1 són lleugerament més pobres en Si, o a la inversa, més riques en Al (Fig. 4 a i b). Per exemple, el centre d'un Am1 a la mostra MB-11 és actinolita (Fig. 2e), mentre que la vora i l'Am2 són d'hornblenda ferromagnesià. La Fig. 5a mostra la projecció de Na en la posició A de l'amfíbol respecte a Al en posició tetraèdrica. Una

correlació positiva bona amb pendent 1 en aquesta figura correspondria a la substitució edenítica  ${}^{\text{A}}\text{Na}^{\text{T}}\text{Al}^{\text{A}}\square_{-1}^{\text{T}}\text{Si}_{-1}$ , una de les més significatives en els amfibòls metamòrfics (Schumacher, 2007). En aquesta figura, els amfibòls de les metabasites defineixen dos grups caracteritzats per una relació  ${}^{\text{A}}\text{Na}/{}^{\text{T}}\text{Al}$  diferent: un grup correspon a l'amfibol de metaperidotites i esquistos ultramàfics els quals tenen menys Na que la majoria de l'amfibol de les amfibolites comuns, i l'altre grup és el de l'amfibol d'amfibolites amb megacristalls i d'amfibolites comuns. El fet que els dos grups

mostrin una relació positiva entre els dos tipus de cations indica que la substitució edenítica és operativa, però com el pendent de les dues rectes és  $<1$ ,  ${}^{\text{T}}\text{Al}$  estaria també implicat en una altra substitució diferent. Aquesta substitució podria ser la tschermaquítica:  ${}^{\text{C}}\text{Al}^{\text{T}}\text{Al}^{\text{C}}\text{Mg}_{-1}^{\text{T}}\text{Si}_{-1}$  que es representa a la Fig. 5b. En aquesta figura també es defineixen 2 grups d'amfibòls que mostren la intervenció d'aquesta substitució. La correlació entre  ${}^{\text{C}}\text{Al}$  i  ${}^{\text{T}}\text{Al}$  és positiva en els dos grups, però l'amfibol d'esquistos ultramàfics i amfibolites amb megacristalls tenen una relació  ${}^{\text{C}}\text{Al}/{}^{\text{T}}\text{Al}$  més elevada. Tant a la Fig. 5a com a la 5b es pot observar que encara

que hi ha molta superposició, l'Am2 de les amfibolites comuns, o el que és el mateix, l'amfibol que defineix la foliació S1, és el més ric en Al.

#### -Feldspats

S'ha calculat la fórmula estructural tant de la plagiòclasi de les amfibolites i gneis com la microclina dels gneis sobre la base de 8 oxígens. A partir de la fórmula estructural s'ha buscat el contingut en anortita (An- $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), albita (Ab- $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) i ortosa (Or- $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ). Els resultats més representatius són a la Taula 3 (Annex I).

En les amfibolites amb megacristalls es va analitzar la

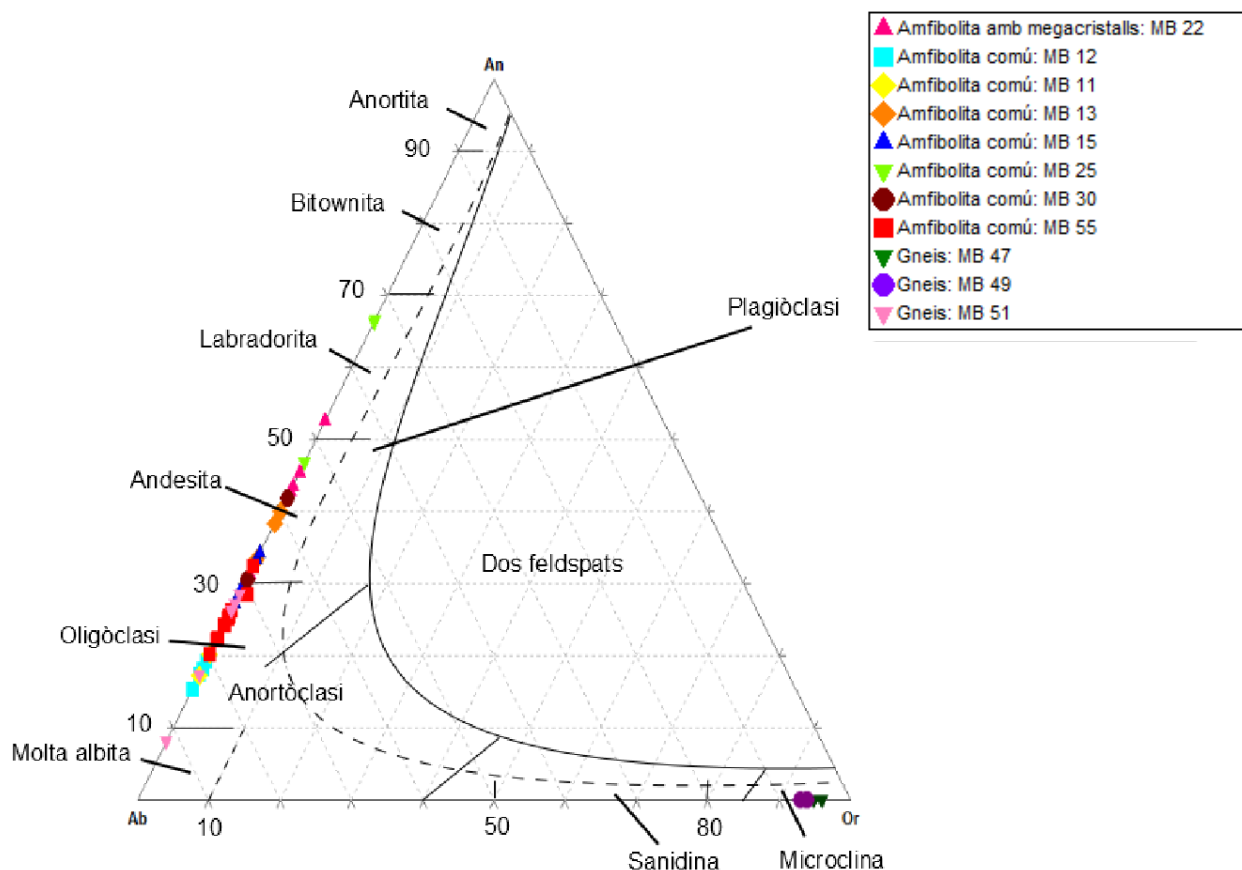


Fig.6. Classificació dels feldspats segons el seu contingut en anortita, ortosa i albita.

plagiòclasi 2 (PI2) que es forma per recristal·lització de la PI1 com a inclusions en l'Am1 (Fig. 2c), a més de la PI2 a la matriu. La primera conté entre un 31-32% d'anortita, mentre que la segona és més càlcica i heterogènia (42- 52% d'An). En les amfibolites comuns es va analitzar PI1 i PI2. La PI1 té un contingut en An molt variable, entre el 19 i el 66,7%. En cristalls amb zonació, la variació de vora a centre és del 42 a 47% de An respectivament. En quan a la PI2, el contingut en An també és molt variable, va del 17 al 44%, el qual disminueix quan la PI està al costat d'un amfíbol (Fig.6). Per a una única mostra, la variació en el contingut en An és normalment inferior al 10%, excepte en l'amfibolita amb

megacristalls (20%) i en l'amfibolita comú MB-55 (25%). Pel que fa als gneis, el contingut en An dels escassos porfiroclasts de plagiòclasi varia de 9 a 29%.

El contingut en ortosa de la microclina dels gneis és força homogeni, entre 92 i 96% d'Or (Fig. 6).

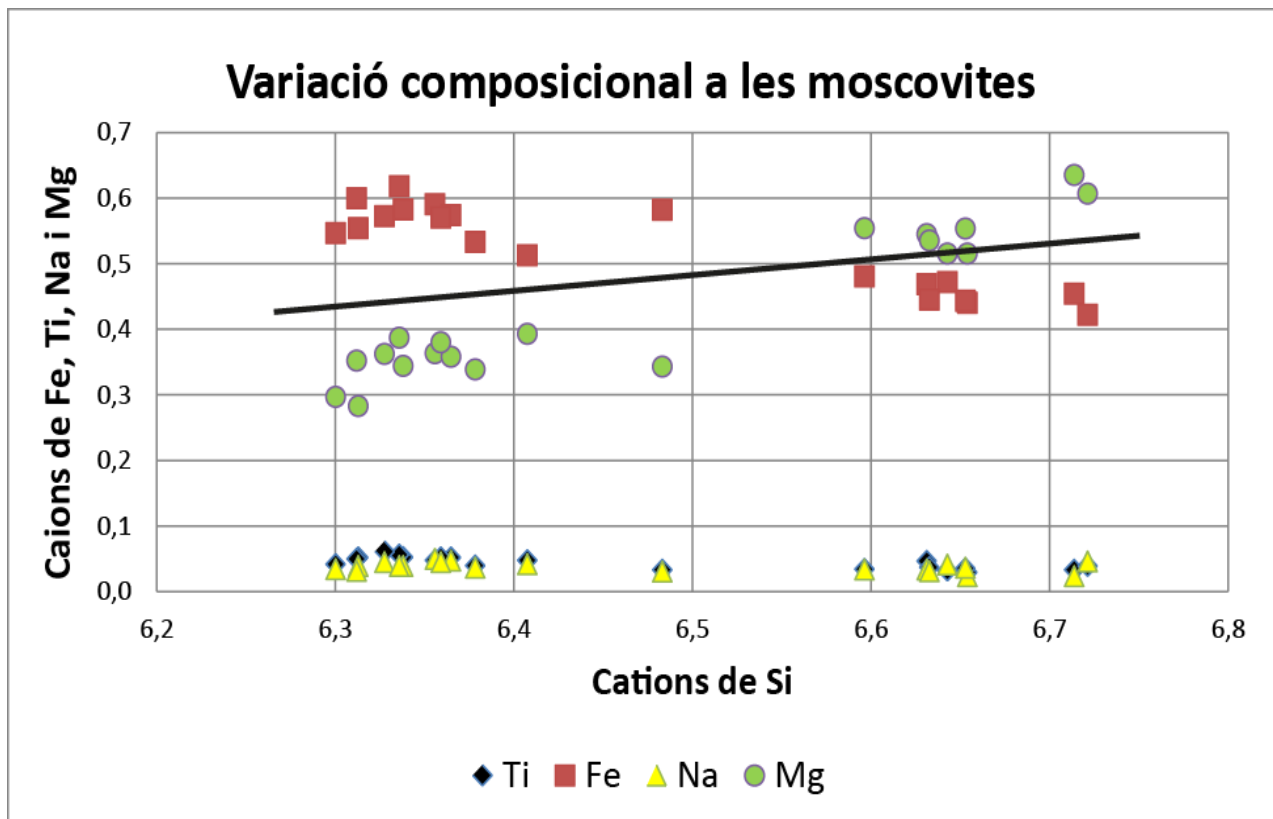
#### -Biotita i moscovita

Les anàlisis fetes a aquestes miques són només de les del gneis. La fu de totes dues es va calcular sobre 8 oxígens teòrics.

La biotita  $[K_2(Mg,Fe)_6(Al_2Si_6O_{20})(F,OH)_4]$  (Taula 4) té composició de flogopita, ja que té #Mg elevat (85-86), la qual cosa és sorprenent en aquest tipus de roca (#Mg: 36-50,

Fernández-Roig i Galán, 2011).

La moscovita teòrica té de fu general  $[K_2Al_4(Al_2Si_6O_{20})(OH,F)_4]$  però és com la majoria de fases una barreja de diferents components: moscovita, paragonita, margarita, celadonita amb Al-Mg, celadonita amb Al-Fe ([http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/pt02\\_mica.html](http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/pt02_mica.html)). A la Taula 4 (Annex I) figuren els percentatges dels components moscovita i celadonita  $[K_2(Mg,Fe,Al)_2(Si_8O_{20})(OH,F)_4]$ . El primer varia de 75 fins a 80% i el segon de 20 fins a un 26%. A la Fig. 7 es veu que la concentració de cations de Mg augmenta a mida que augmenta la concentració de cations de Si, mentre que el Fe és decreixent.



**Fig.7.** Representació dels cations de Ti, Fe, Na i Mg en relació amb els cations de Si. La línia negra representa la tendència òptima que hauria de seguir el component celadonita. Modificat de [http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/pt02\\_mica.html](http://www.earth.ox.ac.uk/~davewa/pt/pt02_mica.html).

El Na i el Ti es mantenen constants a mida que augmenta la Si.

#### - Magnetita

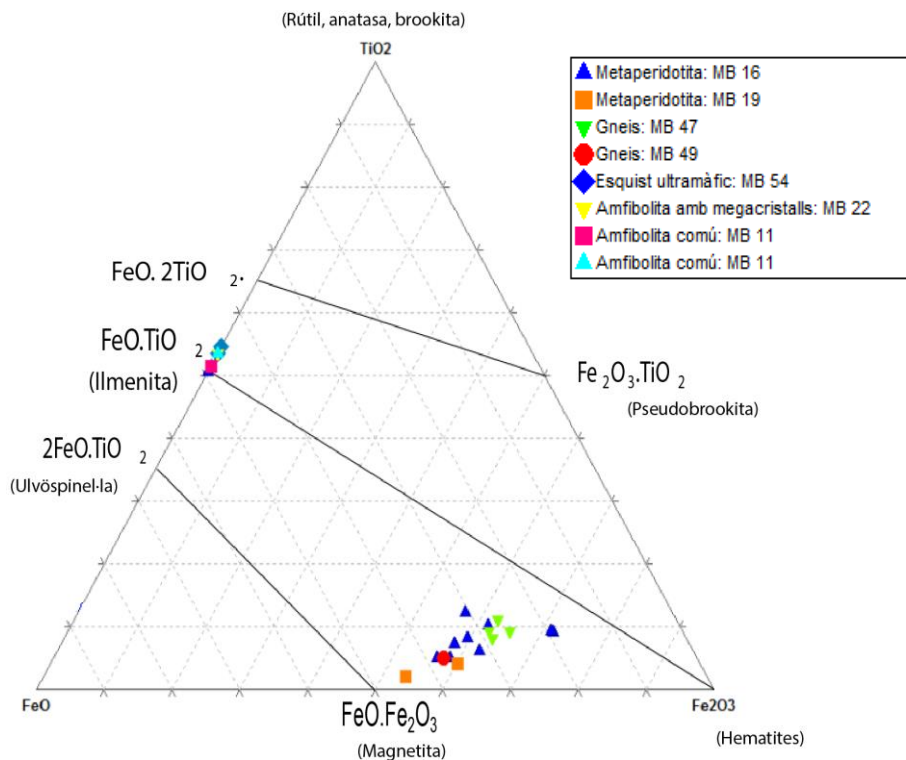
La magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) apareix a les *metabasites* i en els *gneis*. Les anàlisis de la Taula 5 (Annex I) corresponen només a les metaperidotites i al gneis. La fu es va calcular en base a 32 oxígens i després es va determinar el  $\text{Fe}^{3+}$  per balanç de càrregues, seguint el mètode de Droop (1987). A la Fig. 8, es pot observar que tant les anàlisis de magnetita en les peridotites com en els gneis es projecten entre magnetita i hematites amb un contingut en  $\text{TiO}_2$  més elevat en la magnetita dels gneis.

#### - Ilmenita

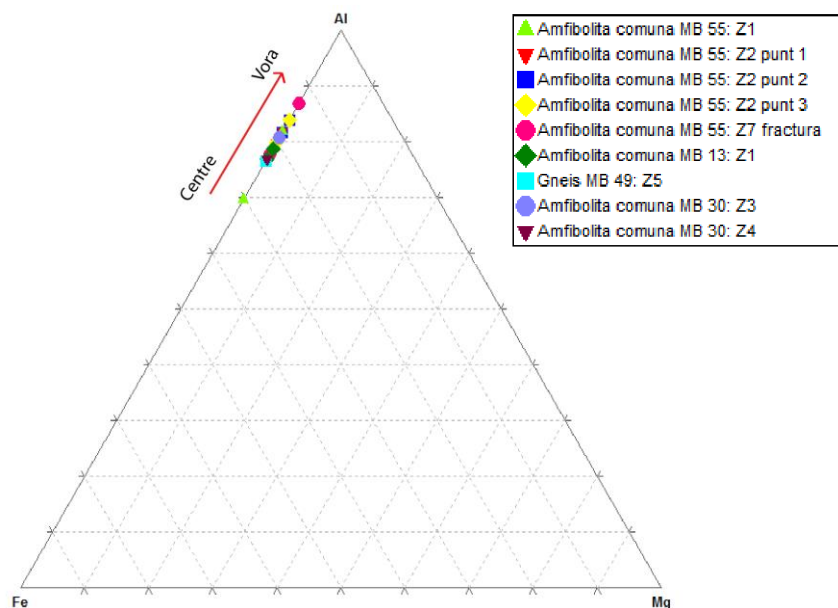
Les anàlisis d'ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) corresponen totes a *metaperidotites* (Annex I Taula 5). La fu es va calcular en base a 6 oxígens. Aquest mineral és una solució sòlida de tres components: geikielita ( $\text{MgTiO}_3$ ), ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) i pirofanita ( $\text{MnTiO}_3$ ). El component ilmenita varia, en el nostre cas, de 92 fins a 99.5%, i el component pirofanita pot arribar fins al 7%. En el diagrama de la Fig. 8 les diferents anàlisis es projecten molt pròximes.

#### - Epidot

S'ha analitzat epidot en 3 amfibolites comuns i en un gneis (Annex I Taula 6). La fu s'ha calculat en base a 12,5 oxígens i



**Fig.8.** Representació gràfica de la ilmenita i la magnetita. En aquest gràfic es veu molt bé com la magnetita no és pura, sino que conté  $\text{TiO}_2$ .



**Fig.9.** Representació gràfica de l'epidot. El punt verd que està més separat de la resta fa referència a un centre (amb més Fe) a partir de Grapes i Hoskin 2004.

a partir d'ella s'ha estimat el percentatge del component pistacita,  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ , tenint en compte la relació  $\text{Fe}/\text{Al}$ . El rang d'aquest component a les amfibolites va

de 16 fins a 44%. L'epidot del gneis té un 30% de pistacita. En un cristall zonat el qual està en contacte amb Am2 i Pl2 d'una amfibolita comú, el component pistacita disminueix del centre

(44%) cap a vora (20%). En la Fig. 9 es va projectar la composició d'aquest epidot en el diagrama triangular de Grapes i Hoskin (2004). En general, la composició és bastant homogènia, excepte en el cristall d'epidot zonat.

#### - Clorita

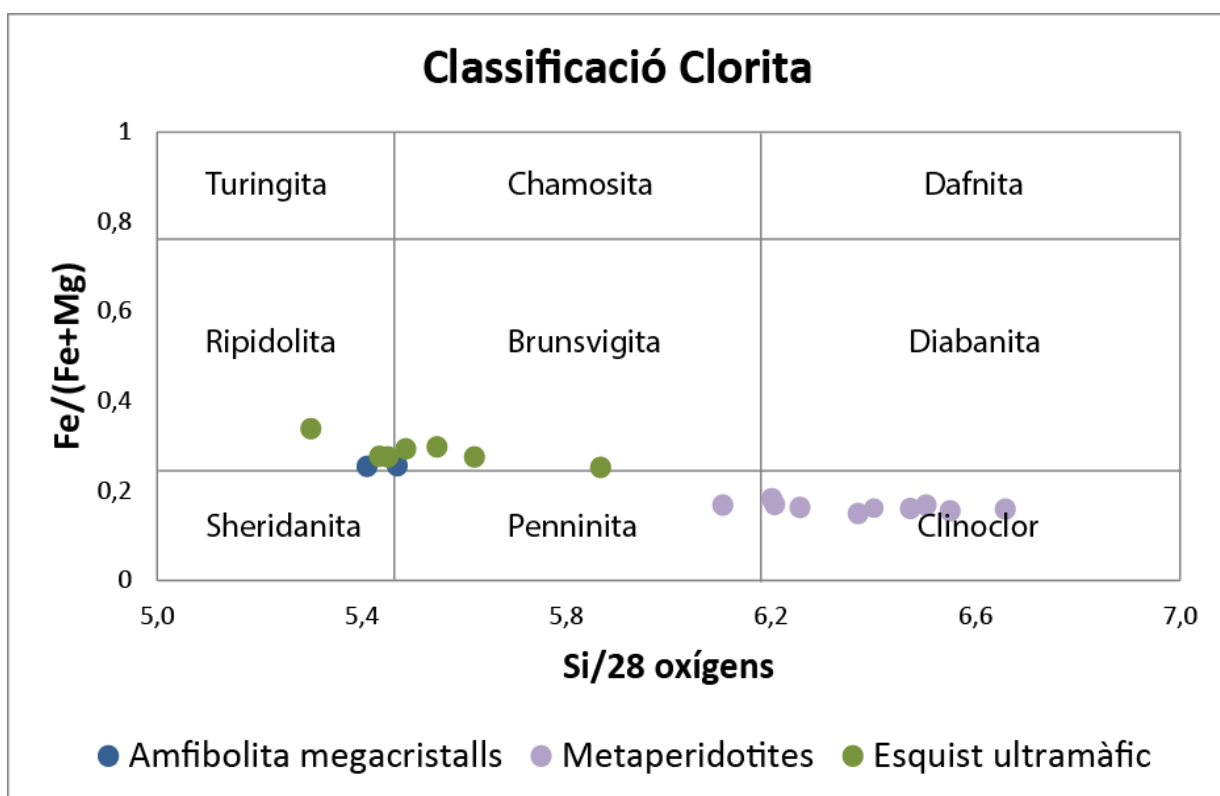
Aquest mineral es va analitzar en dos metaperidotites, una amfibolita amb megacristalls i un esquist ultramàfic. En el primer tipus de roca, Fernández-Roig i Galán (2011) la consideren com part de la paragènesis metamòrfica, però en els altres tipus de roca la consideren com d'origen secundari a partir de la biotita. La  $f_u$  es va calcular en base a 28 oxígens (Annex I Taula 7). La seva composició química es va projectar en el diagrama de

la Fig. 10 (Hey 1954) que serveix per classificar-la. En les metaperidotites, la clorita, tant la que es forma a partir de l'olivina com la que està en posició intersticial (Fig. 2a), és més rica en Si i té un valor de #Mg més elevat (82-85). Es tracta de clinoclor majoritàriament. La clorita dels esquists ultramàfics és més pobre en Si, amb #Mg lleugerament més baix (66-75) i es correspon amb Brungsvita-Ripidolita. La clorita de l'amfibolita amb megacristalls és ripidolita, amb #Mg comparable al dels esquists ultramàfics (72).

#### Discussió

Per poder fer la discussió sobre la influència de la composició química del protòlit i del grau de

metamorfisme en el quimisme dels minerals estudiats, hem de considerar també la composició química en elements majors de roca total inclosa a la Taula 8 (Fernández-Roig y Galán, 2011). Les metabasites de Villalba corresponen a una associació toleítica, mentre que els ortogneis de Lousada tenen naturalesa calcoalcalina segons els autors anteriors. En aquesta Taula 8 es pot observar com el número  $M$  ( $\#M = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_7)$ , en mols d'òxid i equivalent al #Mg dels minerals, disminueix gradualment de les metaperidotites a les amfibolites comuns, i és una mica inferior en els gneis. D'altra banda, el contingut en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  i en àlcalis, especialment en  $\text{Na}_2\text{O}$ , s'incrementa en sentit invers



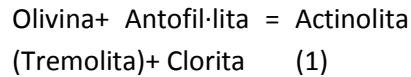
**Fig.10.** Classificació de les clorites segons Hey (1954). Es veu que els esquists ultramàfics pertanyen a ripidolita i brunsvigita, les quals tenen més Fe.

entre les metabasites. Els gneis tenen un caràcter potàssic. Per tal de distribuir aquesta discussió, primer considerarem les metabasites i després els gneis.

#### *Les metabasites*

La paragènesis mineral de les peridotites és olivina-actinolita-clorita±serpentina i pot correspondre a les condicions de metamorfisme en fàcies de les amfibolites (Evans, 1977) que registra el sud de la finestra tectònica del Gistral. Tot i així, la composició de l'**olivina** en aquestes roques no sembla que sigui heretada del protòlit igni. Les metaperidotites van ser interpretades com cumulats, originats per cristal·lització fraccionada a partir d'un magma basàltic toleític continental (Fernández- Roig y Galán, 2011). A la base de dades de GEOROC (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) hem pogut comprovar que en alguns casos, el contingut en Fo de l'olivina en aquest tipus de roques és tant baix com el que presenta aquesta fase a les nostres peridotites (55-59%), per exemple en basalts del Deccan, de la Província Atlàntica Central i de Yellowstone. Tot i això, en el nostre cas, el contingut en Fo és bastant més baix que el de #M a la roca total (74) o el de #Mg a l'actinolita (86-92) i clorita (82-85) que pseudomorfitzen l'olivina. Per tant, podria haver existit un intercanvi Fe-Mg entre l'olivina reactant i els minerals

resultants de la seva reacció (actinolita-clorita) durant el metamorfisme. La paragènesis mineral observada podria correspondre a la reacció (Evans, 1977):



Com que no s'ha detectat la presència d'antofil·lita, aquest mineral podria haver-se consumit durant el metamorfisme progressiu.

La composició dels **amfibols** en les metabasites estaria influenciada per la composició del protòlit igni i per les condicions de metamorfisme. La influència de la primera variable es veu en que el #Mg dels amfibols decreix de les metaperidotites a les amfibolites comuns, ocupant els esquists ultramàfics i amfibolites amb megacristalls una posició intermèdia (Fig. 4). A més, la substitució edenítica i tschermaquítica és més important en els amfibols dels esquists ultramàfics, amfibolites amb megacristalls i amfibolites comuns, ja que a la vegada que són més pobres en #M, aquestes roques són més riques en Al i Na (Fig. 5 a-b), com va demostrar Schumacher (2007). La influència de les condicions de metamorfisme s'explicaria en que les vores dels cristalls d'Am1 i els cristalls d'Am2 d'una mateixa mostra són més rics en Al i Na que en el centre dels cristalls d'Am1, cosa que

traduiria un increment de temperatura i/o de la  $P_{\text{fluids}}$  ( $P_f$ ) del centre a les vores de l'Am1 i durant la recrystal·lització de l'Am2 a la matriu, assumint que la  $fO_2$  es va mantenir constant (Spear, 1981; Apter and Liou, 1983; Schumacher, 1991). També en general es pot observar que la composició de l'Am2 és la que arriba a tenir valors més alts en Al i Na (Fig. 5). L'existència de zonació composicional a l'Am1 o de diferències composicionals entre Am1 i Am2 d'una mateixa roca indicaria a més que aquestes roques no van arribar a equilibrar-se del tot durant el metamorfisme.

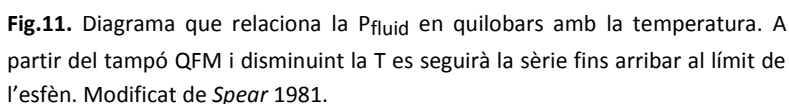
El mateix es pot deduir de la composició de la **plagiòclasi** a les amfibolites. En general la variació en el contingut en An enregistrat en els cristalls d'una mateixa mostra és del 10%, augmentant o mantenint-se constant de la Pl1 a la Pl2 i a la matriu recrystal·litzada. Aquesta variació reflexa un metamorfisme progressiu. En una amfibolita comuna (MB-25) s'han obtingut composicions de 67% d'An a la Pl1 relict. Aquest tipus de composició podria acostar-se a la de la plagiòclasi del protòlit igni (dolerita o gabre). A la resta de mostres, els cristalls relictos de Pl1 s'haurien albititzat i el Ca s'hauria incorporat a la Pl2 i a l'Am2 durant el metamorfisme regional. En alguns casos, s'ha vist que si la Pl2 està zonada, el



En les metabasites estan presents com a minerals accessori la **magnetita-ilmenita** o la **ilmenita-esfèn**. La ilmenita acostuma a rodejar la magnetita

Un altre mineral que reflexa el fet que aquestes roques no s'haurien equilibrat durant el metamorfisme progradant és la presència d'*epidot* en contacte

Segons els autors anteriors, el reactant epidot es consumiria a uns 600 °C, assumint un tampó QFM i una pressió de 4 kb, aplicable a aquesta part de la ZAOL (Arenas i Martínez Catalán, 2003; Martínez et al., 2004) (Fig. 12). Quan l'epidot està en contacte amb l'Am2 i la Pl2 (Fig. 2g), hem observat que el cristall té una zonació definida per una disminució del component pistacita, de centre cap a vora (Figs. 2g, 9), cosa que també pot interpretar-se com un reflex del metamorfisme progradant patit



per les metabasites, assumint una  $fO_2$  i P constant (Maruyama et al., 1983; Grapes i Hoskin, 2004).

### Gneis

En els gneis, la composició de la plagiòclasi només s'ha determinat amb els pocs porfiroclastos d'una mostra i el seu contingut en An (8-29%) també ens indica que aquests cristalls no van arribar a equilibrar-se del tot durant el metamorfisme.

Uns dels altres minerals analitzats i que ens poden donar informació importat són la biotita i la moscovita. La **biotita**

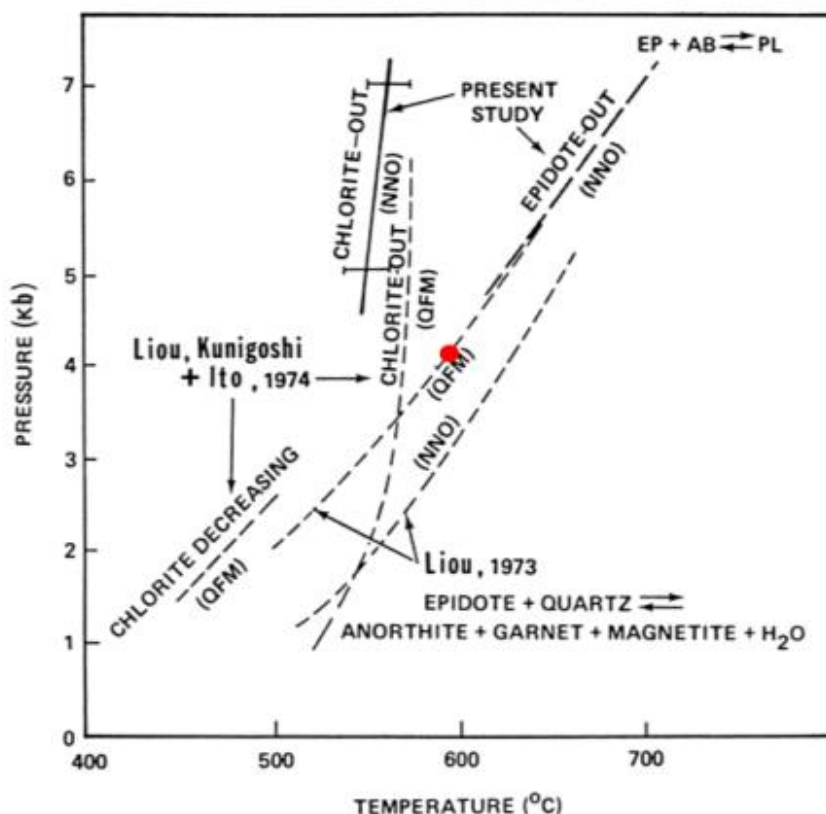
presenta una composició sorprenent de flogopita, amb #Mg (85-86) bastant més elevat que #M en la roca total (50-55). Únicament s'han analitzat en una mostra (MB-49, Annex I Taula 4), on coexisteix amb moscovita que té un #Mg inferior (37-39) (Annex I Taula 4). La composició de la **moscovita** també ens indica que els gneis no s'haurien equilibrat completament durant el metamorfisme progradant. A la Fig. 7, podem observar que la molècula de celadonita amb Al-Mg augmenta, mentre disminueix la celadonita amb Al-Fe i això pot passar en una mateixa mostra (per exemple,

MB-49 presenta una variació entre 22 i 26 en celadonita). Segons Waters (2013: <http://www.earth.ox.ac.uk/~dave/pt/pt06.html>), aquest component hauria de disminuir en augmentar la temperatura i disminuir la pressió, per tant, a la Figura 7 la variació composicional durant el metamorfisme progressiu correspondria a la fletxa, és a dir, la relació #Mg disminuiria a la moscovita en augmentar el grau de metamorfisme.

### Conclusions

La composició química dels minerals a les metabasites de Villalba està controlada per la composició química del protòlit del qual provenen i per les condicions de temperatura, pressió i probablement  $fO_2$  del metamorfisme regional varisc que les va afectar després.

El cas més clar és el dels amfibòls que aparèixen en totes les metabasites: el seu #Mg decreix des de les metaperidotites fins a les amfibolites comuns, passant pels esquists ultramàfics i les amfibolites amb megacrystals. Aquesta variació es relaciona amb el valor decreixent de #M en les anàlisis de roca total de totes aquestes litologies, que s'haurien format per diferenciació d'un magma inicial de tipus basàltic toleític. La influència del metamorfisme progressiu es reflexa en el fet que els amfibòls d'una mateixa mostra es fan més rics en Al i Na



**Fig.12.** Diagrama que mostra la relació entre pressió i temperatura. La línia marcada com "Epidote-out" ens indica a partir de quines condicions l'epidot desapareix. El punt vermell representa la situació de l'epidot estudiat en aquest treball, el qual està sobre la línia del tampó QFM, a una pressió de 4kb i a uns 600°C. Modificat de Apter and Liou 1983.

de centre cap a vora en un mateix cristall, o en els amfibols més tardans de la matriu recrystal·litzada.

El fet que els cristalls de quasi totes les fases mostrin zonació indicaria que no van arribar a equilibrar-se completament durant el metamorfisme progradant. En general, els canvis composicionals de les fases corresponen a un metamorfisme progressiu que hauria arribat a les condicions de les fàcies de les amfibolites.

Evidències de retrogradació s'observen en el fet que en algunes mostres, l'esfèn es desenvolupa a partir de la ilmenita.

## Agraïments

Voldria expressar els meus agraïments a G. Galán, la meua tutora en aquest treball, per haver-me ajudat en tot moment i per facilitar-me les dades utilitzades. També agrair a M. Fernández Roig pels seus consells i opinions. Als meus pares, per estar sempre.

## Bibliografia

Apter, M.J. (1983) Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *A American Journal of Science*, vol. 283-A: 328-354.

Arenas, R. i Martínez Catalan, J.R. (2003) Low-P metamorphism following a Barrowian-type

tectonic controls for common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *A Tectonophysics*, vol. 365: 143-164.

Blundy, J.D., Holland, T.J.B. (1990) Calcic amphibole equilibria and new amphibole-plagioclase geothermometer. *A Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol.104: 208-224.

Buddington, A.F., Lindsley, D.H. (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *A Journal of Petrology*, vol.5: 310-357.

Capdevila, R. (1996) Sur la présence de sills basiques et ultrabasiques métamorphisés dans la région de Villalba (Lugo, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 262: 2193-2196.

Capdevila, R. (1969) *Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galicie Nord orientale (NW de l'Espagne)*. Tesis doctoral, Univ. Montpellier, 430 p.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2ª Edició. United Kingdom: Longman Scientific & Technical, 1966.

Droop, G.T.R. (1987) A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric

criteria. *A Mineralogical Magazine*, vol. 51: 431-435.

Evans, B.W. (1977) Metamorphism of alpine peridotite and serpentine. *A Annual Rev Earth Planet Sci Lett*, 5: 397-447.

Fernández Roig, M. (2009) *Las metabasitas y los gneises de Villalba (Lugo). Una serie bimodal pre-hercínica en la Zona Asturoccidental-Leonesa*. Treball de Màster, UB-UAB, 25 p.

Fernández Roig, M., Galán, G. (2011) Las metabasita de Bordelle y los gneises de Lousada (Lugo): una posible asociación bimodal pre-hercínica en la Zona Asturoccidental-Leonesa. *A Geogaceta* (2011), vol. 50-1: 47-50.

Grapes, R.H., Hoskin, P.W.O. (2004) Epidote Group Minerals in Low-Medium Pressure Metamorphic Terraces. *A Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, vol. 56: 301-345.

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., Welch, M.D. (2012) Nomenclature of the amphibole supergroup. *A American Mineralogist*, vol. 97: 2031-2048.

Hey, M. H. (1954) A review of chlorites. *A Mineralogical Magazine*, vol. 30: 276-292.

Julivert, M., Fontbote, J., Ribeiro, A., Conde, L.E. (1972) Mapa tectónico de la Península Ibérica

- y Baleares, escala 1:1.000.000. *Instituto Geológico y Minero de España* (memoria explicativa), 1-113-
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y.(1997) - Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *A Canadian Mineralogist*, vol. 35: 219-246.
- Lockok, A.J. (2014) An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations. *A Computers & Geoscience*, vol. 62: 1-11.
- Marcos, A. (1973) Las series del Paleozoico y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo. 6: 1-113.
- Marcos, A., Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Pérez-Estaún, A. (2004) *Estratigrafía y paleogeografía*. A *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). SGE-IGME, 49-52.
- Martínez Catalán, J.R. (1985) *Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo* (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2.ª serie), 2: 1-291.
- Martínez, F.J., Suárez, O. I Corretgé, L.G. (2004) *Características generales del metamorfismo sinorogénico*. A *Geología de España* (J.A. Vera Ed.). SGE-IGME, 55-58.
- Maruyama, S., Suzuki, K., Liou, J.G. (1983) Greenschist-amphibole transition equilibria at low pressures. *A Journal of Petrology*, vol. 24: 583-604.
- Murphy, J.B., Guiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Braid, J.A. (2008) Probing cristal and mantle lithosphere origin through Ordovician volcanic rocks along the Iberian passive margin of Gondwana. *A Tectonophysics*, vol. 461: 166-180.
- Raith, M. (1976) The Al-Fe(III) Epidote Miscibility Gap in a Metamorphic Profile Through the Penninic Series of the Tauern Window, Austria. *A Mineralogy and Petrology*, vol. 57: 99-117.
- Schumacher, J.C. (1991) Empirical ferric iron corrections: necessity, assumptions and effects on selected geothermobarometers. *A Mineralogical Magazine*, vol.55: 3-18.
- Schumacher, J.C (2007) Metamorphic amphiboles: composition and coexistence. In F.F Hawthorne, R. Oberti, G. Della Ventura, A. Mottana, Eds., *Amphiboles: Crystal Chemistry, Occurrence and Health Issues*, vol. 67: 359-416.
- Spear, F.S. (1981) An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *A American Journal of Science*, vol. 281: 697-734.
- Waters (2013: <http://www.earth.ox.ac.uk/~dave/pt/pt06.html>)
- Zane, A., Sassi, R., Guidotti, C.V. (1998) New data on metamorphic chlorite as petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. *A Canadian Mineralogist*, vol. 36(3): 713-726.

## Annex I

**Taula 1.** Anàlisis químics representatius de l'olivina i Fu

Referència	Metaperidotita		
	MB-16	MB-19	MB-19
	Ol	Ol Centre	Ol Vora
SiO <sub>2</sub>	35,32	35,7	35,2
TiO <sub>2</sub>	0	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,06	0
FeO	35,15	36,48	38,3
MnO	0,56	0,11	0
MgO	27,22	27,98	27,12
CaO	0	0,17	0,22
NiO	0,31	0,13	0,17
Total	98,56	100,63	101,01
Base: 4 oxígens			
Si	1,000	0,991	0,983
Ti	0,000	0,000	0,000
Al	0,000	0,002	0,000
Fe	0,832	0,847	0,894
Mn	0,013	0,003	0,000
Mg	1,148	1,158	1,129
Ca	0,000	0,005	0,007
Ni	0,007	0,003	0,004
Fo %	57,995	57,761	55,800

**Taula 2.** Anàlisis químics representatius dels amfibols i classificació

	Metaperidotites	Esquist ultramàfic		Amfibolita megacristsalls			Amfibolita comú		
Referència	MB-19	MB-54	MB-54	MB-22	MB-22	MB-22	MB-11	MB-11	MB-11
	Amf.I	Amf.I	Amf.II	Amf.I	Amf.II	Amf.III	Amf.I C	Amf.I Vora	Amf.II
SiO <sub>2</sub>	55.95	47.37	49.66	42.63	43.28	44.62	51.61	48.99	45.49
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.48	0.28	0.50	0.59	0.56	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.96	9.37	6.86	15.74	15.24	13.92	3.05	5.26	8.33
MnO	0.00	0.15	0.33	0.27	0.21	0.22	0.00	0.20	0.00
FeO	6.04	12.76	14.02	13.51	11.69	11.47	17.79	22.04	20.44
MgO	21.04	13.97	15.32	10.32	11.91	12.60	13.51	12.19	10.40
CaO	12.67	10.12	8.81	11.76	11.31	11.91	10.52	8.15	10.65
Na <sub>2</sub> O	0.23	0.88	0.57	1.55	1.85	1.78	0.51	0.79	1.26
K <sub>2</sub> O	0.00	0.08	0.04	0.22	0.22	0.17	0.00	0.00	0
Total	96.88	95.20	95.88	96.49	96.29	97.23	96.99	97.62	96.57
Grup	OH, F, Cl	OH, F, Cl	OH, F, Cl	OH, F, Cl	OH, F, Cl	OH, F, Cl	OH, F, Cl	OH, F, Cl	OH, F, Cl
Subgrup (OH,F,Cl)	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Espècie	Actinolita	Hornblenda magnesiana	Hornblenda magnesiana	Hornblenda magnesiana	Hornblenda magnesiana	Hornblenda magnesiana	Actinolita	Magnesi-ferro-hornblenda	Magnesi-ferro-hornblenda
#Mg %	90.9	78.1	78.9	63.5	69.6	72.0	64.5	63.3	60.1

**Taula 3.** Anàlisis químics representatius de la plagiòclasi i Fu

	Amfibolites amb megacristalls	Amfibolites comuns		Gneis	
Referència	MB-22	MB-55	MB-55	MB-51	MB-49
	PI2	PI 1	PI2	PI	Kfs
SiO <sub>2</sub>	57,09	63,6	61,61	60,17	65,3
TiO <sub>2</sub>	0	0	0	0	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,15	22,76	23,04	22,26	18,57
FeO	0	0,09	0,15	0	0,12
MnO	0	0,04	0	-	0,03
MgO	0,04	0	0	0	0
CaO	8,98	4,21	5,29	6,19	0,02
Na <sub>2</sub> O	6,59	8,86	8,09	8,4	0,66
K <sub>2</sub> O	0,05	0,04	0,05	0,15	15,44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,07	0,05	-	0
Total	98,9	99,67	98,28	99,17	100,2
Base: 32 Oxígens					
Si	10,35	11,26	11,10	2,7	12
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	5,62	4,77	4,92	1,28	4,02
Fe	0,00	0,01	0,02	0	0,02
Mn	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Mg	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,74	0,80	1,02	0,30	0,00
Na	2,32	3,04	2,83	0,73	0,24
K	0,01	0,01	0,01	0,01	3,62
Cr	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Ni	-	-	-	-	0,00
An %	42,8	20,7	26,5	28,7	0,10
Ab %	56,9	79,0	73,2	70,5	6,09
Or %	0,3	0,2	0,3	0,8	93,80



**Taula 4.** Anàlisis químics representatius de la biotita (Bt) i la moscovita (Ms) i Fu

	Gneis		
Referència	MB-49	MB-47	MB-49
	Bt	Ms	Ms
SiO <sub>2</sub>	39,94	49,79	47,24
TiO <sub>2</sub>	0,92	0,32	0,52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,36	28,41	30,98
FeO	6,27	4,23	5,19
MgO	20,65	2,59	1,72
MnO	0,39	0,07	0,04
CaO	0,03	0	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,09	0,16	0,15
K <sub>2</sub> O	10,41	10,98	10,75
Total	95,06	96,55	96,6
Base: 22 oxígens			
Si	5,732	6,643	6,338
Al T	2,268	1,357	1,662
Al (Y)	0,512	3,132	3,261
Ti	0,099	0,032	0,052
Fe	0,752	0,472	0,582
Mg	4,418	0,515	0,344
Mn	0,047	0,008	0,005
Ca	0,005	0,000	0,001
Na	0,025	0,041	0,039
K	1,906	1,869	1,840
Y	5,829	-	-
Fe/Fe+Mg	14,55	-	-
Mg/Fe+Mg	85,42	-	-
Ms%	-	76,037	77,878
Ce%	-	23,963	22,122

**Taula 5.** Anàlisis químics representatius de la magnetita i la ilmenita i Fu

	<b>Magnetita</b>		<b>Ilmenita</b>
<b>Tipus de roca</b>	<b>Metaperidotita</b>	<b>Gneis</b>	<b>Metaperidotita</b>
<b>Referència</b>	<b>MB-16</b>	<b>MB-47</b>	<b>MB-19</b>
	Incl. Ol		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0	0	0,1
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,53	6,09	51,82
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0	0,03	0,05
<b>FeO</b>	89,05	84,74	44,56
<b>MnO</b>	0,1	0,12	3,32
<b>MgO</b>	0,1	0	0,18
<b>CaO</b>	0	0	0,51
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,05	0,07	0
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-	-	0
<b>NiO</b>	0,01	0	0
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,25	0	0,07
<b>Total</b>	93,09	91,05	100,61
	<b>Base: 32 oxígens</b>		<b>Base: 6 oxígens</b>
<b>Si</b>	0,00	0,00	0,01
<b>Ti</b>	0,16	1,83	1,96
<b>Al</b>	0,00	0,01	0,00
<b>Fe</b>	30,01	28,26	1,88
<b>Mn</b>	0,03	0,04	0,14
<b>Mg</b>	0,06	0,00	0,01
<b>Na</b>	0,04	0,05	0,00
<b>Ca</b>	0,00	0,00	0,03
<b>Ni</b>	0,00	0,00	0,00
<b>Cr</b>	1,04	0,00	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	58,00	61,40	-
<b>FeO</b>	36,49	28,92	48,88
<b>TiO<sub>2</sub></b>	5,51	9,68	51,12
<b>Ilmenita</b>	-	-	92,36
<b>Geikielita</b>	-	-	0,67
<b>Pirofanita</b>	-	-	6,97

**Taula 6.** Anàlisis químics representatius de l'epidota i Fu

	Amfibolita comu		Gneis
Referència	MB-55	MB-55	MB-49
	Ep nucli descentrat	Ep vora	Ep
SiO <sub>2</sub>	37,87	38,74	43,23
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,08	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,13	26,23	19,91
FeO	13,74	8,33	8,69
MnO	0,13	0,09	0,27
MgO	0,01	0,04	0,15
CaO	23,04	23,92	15,68
Na <sub>2</sub> O	0	0,02	0,07
K <sub>2</sub> O	0	0	4,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,15	0
Total	97,02	97,6	92,35
Base: 12,5 oxígens			
Si	3,13	3,09	3,62
Ti	0,00	0,01	0,01
Al	2,17	2,48	1,98
Fe	0,95	0,56	0,61
Mn	0,01	0,01	0,02
Mg	0,00	0,01	0,02
Ca	2,04	2,04	1,41
Na	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,45
Cr	0,00	0,01	0,00
Pistacita	44	22,42	30,81
XFe= Fe <sup>3+</sup> /(Fe+Al)	30,48	18,31	23,56
Mg	0,040	0,16	0,72
Fe	30,46	18,29	23,39
Al	69,50	81,56	75,89

**Taula 7.** Anàlisis químics representatius de la clorita i Fu

	Metaperidotita	Amfibolita amb megacrystals	Esquist ultramàfic
Referència	MB-19	MB-22	MB-54
	Chl	Chl	Chl
SiO <sub>2</sub>	31,25	26,83	27,57
TiO <sub>2</sub>	0	0,07	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,94	21,61	21
FeO	9,22	13,82	15,15
MgO	29,59	22,61	22,39
MnO	0	0,11	0,11
CaO	0,1	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0	0	0
Na <sub>2</sub> O	0	0,01	0
Total	85,1	85,07	86,35
Base: 28 oxígens			
Si	6,371	5,470	5,621
Ti	0,000	0,011	0,018
Al	3,608	5,218	5,071
Fe	1,572	2,356	2,583
Mg	8,994	6,872	6,805
Mn	0,000	0,019	0,019
Ca	0,022	0,002	0,002
K	0,000	0,000	0,000
Na	0,000	0,003	0,000
Fe/(Fe+Mg)	0,15	0,26	0,28
Si	6,37	5,47	5,62
#Mg %	85,12	74,47	72,49

Óxidos (%)	Meta-peridotita	Esquisto Am-Chl	Anfibolitas mc	Anfibolitas comunes			Gneises		
	MB-16	MB-54	MB-1	MB-15	MB-30	MB-32	MB-47	MB-48	MB-49
SiO <sub>2</sub>	40,09	39,78	45,60	47,57	45,78	48,17	75,97	75,57	72,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,61	14,18	16,83	15,38	16,18	15,14	11,94	12,36	13,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,75	14,94	11,53	11,91	11,30	12,78	2,29	1,43	2,50
MnO	0,24	0,17	0,15	0,19	0,15	0,17	trazas	trazas	0,03
MgO	25,67	17,73	11,25	7,41	6,83	6,40	0,64	0,40	1,25
CaO	4,19	6,40	9,33	9,60	11,36	9,10	0,24	0,20	0,43
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,58	2,11	2,88	2,79	3,33	0,17	1,53	0,20
K <sub>2</sub> O	0,00	0,03	0,10	0,25	0,45	0,28	6,44	7,13	7,19
TiO <sub>2</sub>	0,52	0,86	0,71	1,28	1,53	1,53	0,14	0,10	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,19	0,12	0,25	0,34	0,38	0,39	0,20	0,02	0,04
PF	4,93	4,91	1,97	2,51	1,59	2,26	1,73	0,95	1,67
TOTAL	100,23	99,70	99,83	99,32	98,34	99,55	99,76	99,69	99,75
A/CNK	0,86	1,12	0,82	0,68	0,63	0,68	1,55	1,17	1,53
#M	0,74	0,70	0,66	0,55	0,54	0,50	0,36	0,36	0,50
#K	0,00	0,03	0,03	0,05	0,10	0,05	0,96	0,75	0,96

**Taula 8.** Anàlisis de metabasites i gneis (Fernández-Roig y Galán, 2011)